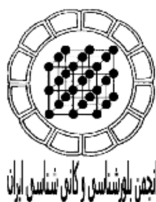
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارۀ دوم، تابستان ۱۴۰۰، از صفحۀ ۳۱۵ تا ۳۲۸



سنگ شناسی، زمین شیمی و خاستگاه توده‌ی گرانیتوئیدی حصاروئیه، غرب زاهدان، جنوب شرق ایران

مینا ستوان، حبیب بیابانگرد*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران.

(دریافت مقاله: ۹۹/۴/۲۴، نسخه نهایی: ۹۹/۶/۱۶)

چکیده: توده گرانیتوئیدی حصاروئیه، واقع در فاصله ۸۵ کیلومتری غرب شهر زاهدان، در پهنه زمین‌درز سیستان برونزد دارد. این توده به صورت استوک‌های کم وسعت در آمیزه افیولیتی (کرتاسه) و مجموعه‌های فلیشی (ائوسن) رخنمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی آن گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت است. گرانیت و گرانودیوریت‌ها بیشتر از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و هورنبلند و دیوریت‌ها بیشتر از پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت دانه‌ای هستند. این توده دربردارنده برونبوم‌های مافیک بوده و با دایک‌های دیوریتی قطع شده است. این برونبوم‌ها و دایک‌ها دارای کانی‌شناسی مشابه با توده اصلی هستند، امّا اغلب بافت‌های دانه‌ای و دانه‌ای پورفیری دارند. بررسی‌های زمین شیمیایی نشان می‌دهد که گرانیتوئید حصاروئیه دارای ماهیت آهکی قلیایی، متاآلومین، با خاستگاه I بوده و در عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) غنی شده‌تر هستند. بر پایه نمودارهای زمین‌ساختی ماگمایی، سنگ‌های گرانیتوئیدی حصاروئیه وابسته به محیطهای کرانه فعال قاره‌ای هستند. به نظر می‌رسد که تشکیل گرانیتوئید حصاروئیه ناشی از بالا آمدن مذاب‌های باقی مانده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس طی برخورد قطعه لوت به قطعه سیستان (به ویژه پوسته اقیانوسی فرورفته سیستان و گوه گوشته روی آن) است و پوسته قاره‌ای (ته نشست‌های فلیشی و ماسه سنگ‌های تیره دگرگون شده) در آلایش ماگمای آن اثر گذار بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *گرانیتوئید حصاروئیه؛ پهنه جوش خورده‌ی سیستان؛ فرورانش؛ زاهدان.*

مقدمه

سنگ‌های گرانیتی بخش عمده‌ای از سنگ‌های پوسته قاره‌ای را در بر دارند [۱] و اغلب به صورت ژرف سنگ و استوک یافت می‌شوند. این سنگ‌ها اغلب کانی شناسی ساده‌ای دارند و بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کوارتز تشکیل شده است [۲]. از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی [۴،۳]، شیمی عناصر اصلی [۵]، ماهیت برونبوم‌ها، وجود کانی‌های فرعی و رده‌بندی زایشی [۶]، گرانیت‌های مورد بررسی قرارگرفته‌اند. گرانیت‌ها براساس محیط زمین‌ساختی در دو گروه I و S قرار می‌گیرند [۸،۷].گرانیت نوع S به فراوانی گرانیت‌های نوع I نیستند، ولی در بسیاری از نقاط جهان گزارش شده‌اند [۱۰،۹]. سنگ‌های گرانیتی نوع S اغلب پرآلومین و گرانیت‌های نوع I بیشتر متاآلومین هستند [۱۱،۴].

سنگ‌های گرانیتوئیدی در استان سیستان و بلوچستان بیشتر در پهنه زمین‌درز سیستان برونزد دارند. از مهمترین نوارهای ماگمایی گرانیتوئیدی در این استان نوار ماگمایی گراغه – سراوان است [۱۲] که توده‌ی گرانیتی زاهدان بخش اصلی و مرکزی این نوار را تشکیل می دهد. پیرامون توده گرانیتوئید

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۳۴۰۸۵۲۶، پست الکترونیکی: h.biabangard@science.usb.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.4.3]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.315]

زاهدان، پژوهش‌های گسترده‌ای بیشتر در مورد سنگ‌شناسی، دایک‌های موجود در توده، ترکیب شیمیایی کانی‌ها، دما و فشارسنجی، تعیین سن، دگرشکلی و بررسی‌های مغناطیسی انجام شده است [۱۲-۲۴].

توده‌ی گرانیتوئیدی حصاروئیه (کوه های کله‌گر و پهره) در بخش غربی نوار ماگمایی گراغه - سراوان واقع است. پیرامون گرانیت‌های منطقه حصاروئیه تاکنون بررسی دقیق زمین شناسی انجام نشده است؛ تنها در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان [۲۵] به آن‌ها اشاره شده است. این پژوهش از نخستین بررسی‌های سنگ‌شناسی بر توده گرانیتی حصاروئیه است که در آن ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین شیمی و خاستگاه این توده تعیین شد.

روش پژوهش

در این پژوهش، با چند دوره بررسی صحرایی، از توده‌ها و سنگ‌های میزبان، تعداد ۶۰ مقطع نازک تهیه شد و با میکروسکوپ قطبشی المپوس مدل BX51P در دانشگاه سیستان و بلوچستان بررسی گردیدند سپس، تعداد ۱۴ نمونه‌ی سالم و بدون دگرسانی برای تعیین عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) با روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و در آزمایشگاه مرکزی اصفهان و برای تعیین عناصر فرعی و خاکی نادر (بر حسب ppm) با طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه شرکت تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایمیدرو تجزیه شدند. در رسم نمودارها از نرم افزارهای CorelDraw وGCDkit استفاده و نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با نرم افزار ArcGIS10.7.1 تهیه شد (جدول ۱).

زمین‌شناسی

گرانیتوئید حصاروئیه در پهنه جوش خورده‌ی سیستان [۱۳] واقع است. در این پهنه، مجموعه‌ای از سنگ‌های افیولیتی کرتاسه، مجموعه‌های فلیشی (ائوسن)، سنگ‌های گرانیتوئیدی (ائوسن – الیگوسن) و رسوب‌های کواترنری دیده می‌شوند. بر اساس بررسی های صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشهٔ زمین- شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان [۲۵]، نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی با مقیاس۱:۲۰۰۰۰ در محیط نرم‌افزار GIS تهیه شد (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگ‌ها در منطقه حصاروئیه مربوط به مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه پسین هستند (شکل ۲ الف). گسترده‌ترین واحد منطقه نهشته‌های فلیشی ائوسن بوده که شامل شیل، ماسه سنگ و سنگ‌های آهکی هستند (شکل ۲ ب). واحدگرانیتوئیدی حصاروئیه شامل دو بخش، کوه کله‌گر و کوه پهره، است که به طور پراکنده و با حجم کم در منطقه وجود دارند (شکل ۲ پ). واحدهای کواترنری بیشتر شامل ماسه‌های بادی و رسوب‌های رودخانه‌ای و آبرفت‌های عهد حاضر هستند. در واحدهای مختلف گرانیت حصاروئیه می‌توان برونبوم‌های مافیک با خاستگاه آذرین را مشاهده کرد. این برونبوم‌ها اغلب دارای شکل‌های گوناگون و لبه‌های مشخص هستند (شکل ۲ ت).

سنگ نگاری

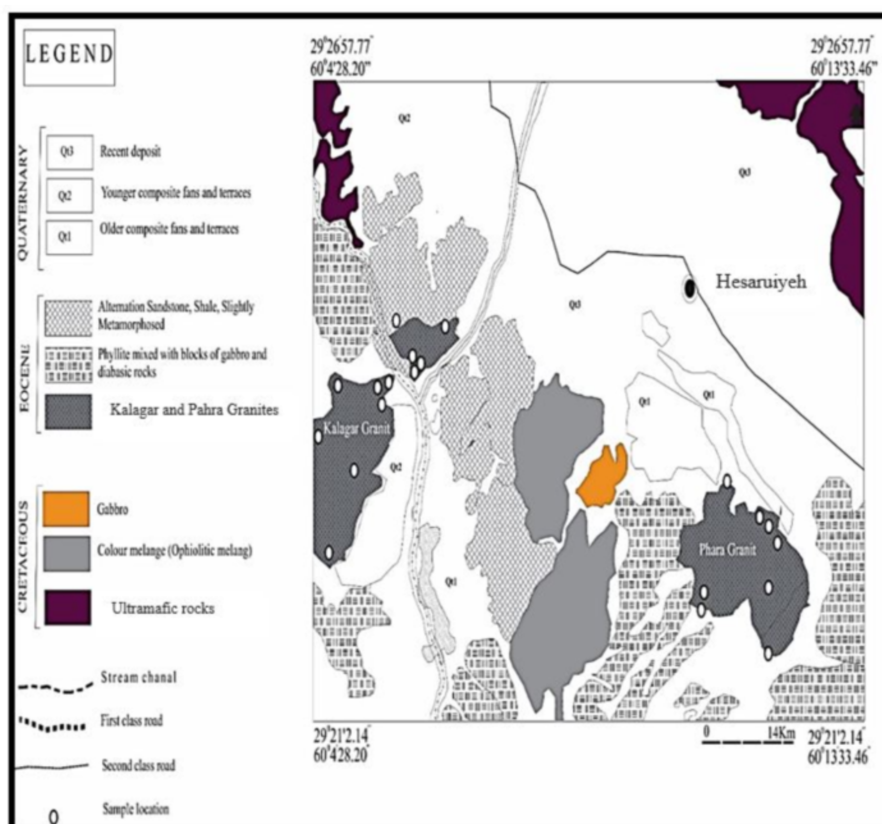
بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری ترکیب سنگ‌شناسی گرانیتوئید حصاروئیه شامل گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت است. این سنگ‌ها اغلب دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت و هورنبلند هستند.

گرانیت‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید تا کرم رنگ هستند و بافت غالب دانه‌ای دارند. آن‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی) با منطقه‌بندی و به صورت بلورهای بی شکل و نیمه شکل دار با ماکل چند ریخت هستند که در بعضی نقاط به سریسیت تجزیه شده‌اند و با اندازه تا ۱ میلیمتر دیده می‌شوند (شکل ۳ الف). کوارتز نیز (۲۵تا ۳۰ درصد حجمی)، به صورت بلورهای بی شکل، بدون برگوارگی، دوشکستی خاکستری تا سفید سری اول و با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلیمتر حضور دارد (شکل ۳ الف). در گرانیت‌ها، فلدسپات پتاسیم (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، بی شکل تا نیمه شکل‌دار، با سطح کدر و از نوع ارتوز با اندازه تا ۱ میلیمتر نیز دیده می‌شود (شکل ۳ الف). بیوتیت نیز (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) به‌صورت بلورهای بی‌شکل و در نور قطبیده طبیعی به رنگ قهوه‌ای و خاموشی مستقیم همراه با یک دسته رخ نیمه کامل در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳ب). اسفن به صورت بلورهای شکل‌دار و کاملاً لوزی شکل (گوه‌ای)، با رنگ قهوه‌ای روشن، برجستگی بالا و خاموشی متقارن در ابعاد ریز و با اندازه‌هایی حدود ۰/۵ میلیمتر نیز وجود دارند (شکل ۳ ب).

جدول ۱ داده‌های تجزیه شیمیایی، عناصر اصلی (به روش XRF و برحسب درصد وزنی) و عناصر فرعی و کمیاب (به روش ICP- MS و برحسب ppm) در نمونه‌های سنگی توده گرانیتی حصارویه

نمونه	سینوگرانیت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانودیوریت	دیوریت	مونزوگرانیت	گرانیت	دیوریت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	دیوریت	دیوریت	گرانیت
	M3-N4	HG11	HA4	D2	HML3	H4	HG5	HG6	HG9	H5	HK2	DMD1	DMD2	D4
SiO_2	۵۹٫۶۲	۶۰٫۲۶	۶۹٫۵۹	۶۰٫۴۳	۴۹٫۹۱	۷۰٫۳۸	۶۲٫۴۳	۶۲٫۶۰	۵۷٫۴۱	۷۰٫۵۹	۷۰٫۲۹	۴۹٫۴۱	۵۰٫۸۳	۶۸٫۲۱
TiO_2	۰٫۴۶	۱٫۰۰	۰٫۱۶	۰٫۹۴	۱٫۴۳	۰٫۰۵	۱٫۱۱	۱٫۱۱	۱٫۳۳	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۱٫۲۱	۱٫۲۸	۰٫۰۸
Al_2O_3	۱۳٫۶۷	۱۴٫۶۴	۱۳٫۰۱	۱۴٫۳۷	۱۳٫۸۸	۱۵٫۵۲	۱۴٫۶۴	۱۴٫۶۷	۱۳٫۵۶	۱۵٫۱۰	۱۵٫۳۳	۱۶٫۰۰	۱۵٫۱۸	۱۵٫۶۸
Fe_2O_3	۲٫۸۱	۵٫۹۷	۰٫۴۱	۵٫۷۲	۱۲٫۵۵	۱٫۰۰	۴٫۹۶	۴٫۹۸	۷٫۷۳	۱٫۰۴	۱٫۰۶	۱۳٫۴۶	۱۰٫۰۱	۱٫۴۹
MnO	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰	۰٫۰۸	۰٫۲۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۰۶
MgO	۴٫۱۲	۳٫۲۰	۰٫۰۸	۳٫۰۶	۴٫۴۱	۰٫۱۴	۱٫۷۵	۱٫۷۶	۴٫۳۶	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۸٫۵۱	۵٫۴۶	۰٫۱۶
CaO	۵٫۹۰	۵٫۶۶	۳٫۵۶	۵٫۶۸	۱۱٫۸۱	۲٫۳۱	۴٫۵۰	۴٫۵۱	۶٫۲۵	۲٫۲۰	۲٫۶۸	۱۴٫۲۷	۹٫۲۷	۲٫۴۳
Na_2O	۶٫۹۰	۳٫۱۷	۲٫۹۶	۳٫۴۴	۲٫۷۹	۴٫۵۹	۳٫۴۲	۳٫۴۳	۲٫۹۵	۴٫۴۸	۴٫۲۵	۱٫۸۵	۳٫۷۲	۴٫۴۴
K_2O	۵٫۸	۵٫۷۴	۶٫۷۸	۵٫۴۷	۲٫۰۵	۵٫۶۸	۶٫۱۳	۶٫۱۵	۵٫۰۶	۵٫۴۸	۵٫۵۴	۴٫۳	۲٫۹۹	۶٫۳۷
P_2O_5	۰٫۰۸	۰٫۳۷	۰٫۰۲	۰٫۳۶	۰٫۴۸	۰	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۵۵	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۰۴
BaO	۰	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۱٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰	۰٫۰۹	۰٫۱۸
MnO	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰	۰٫۰۸	۰٫۲۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۰۶
مواد فرار	۰٫۱۷۱	۰٫۵۸	۰٫۷۰	۱٫۰۴	۱٫۲۹	۰٫۶۳	۰٫۷۹	۰٫۹۲	۰٫۳۷	۰٫۵۲	۰٫۷۷	۰٫۴۱	۰٫۵۳۳	۰٫۳۵
مجموع	۹۹٫۶۳	۹۹٫۵۴	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۲	۹۹٫۷۸	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۳	۹۹٫۶۹	۹۹٫۹۱	۹۹٫۸۹	۹۹٫۸۷	۹۹٫۷۸	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۳
Rb	۱٫۷۳	۲۵۷٫۱۲	۲۶۸٫۲۶	۲۷۹٫۴۹	۹۴٫۳۴	۲۵۵٫۱۹	۲۵۱٫۲۸	۸۴٫۲۵	۲۶۴٫۶	۲۸۰٫۸۶	۲۸۵٫۵۴	۱۰٫۹۷	۱۰۴٫۵۲	۲۹۲٫۳
Ba	۲۸٫۶۴	۸۳۴٫۸۱	۳۴۶٫۳۱	۱۵۱٫۹۱	۹۵۹٫۲۵	۸۲۷٫۹۱	۱۶۶۵٫۱	۴۷۲٫۷	۹۰۰٫۹۷	۵۹۵٫۵۲	۷۱۹٫۰۲	۲۶۵	۶۴۵٫۳۸	۶۰۲٫۸
Co	۶٫۰۵	۲۰٫۴	۲٫۱	۲۱٫۵۴	۴۱٫۱۵	۲٫۰۵	۲۶٫۸۲	۴۶٫۳۹	۱۶٫۲۷	۱٫۳۱	۱٫۳۹	۵۴٫۳۷	۳۳٫۵۳	۱٫۶۲
Cr	۸۳٫۶۹	۲۰۶٫۷۲	۴۷٫۹۹	۲۰۲٫۴	۱۶۵	۹۵٫۷۲	۹۵٫۷۲	۲۰۹	۱۱۸٫۲۹	۱۱۲٫۰۱	۱۰۰٫۶۷	۳۸۳٫۸	۱۵۶٫۵۷	۸۱٫۱۷
Cs	۱	۷٫۵۹	۲٫۸۸	۴٫۹۶	۱٫۸۴	۶٫۴۸	۶٫۴۸	۸٫۹۶	۲٫۵۹	۴٫۷۴	۵٫۱۱	۱	۲٫۶۴	۶٫۴۹
Cu	۵٫۱۴	۲۴٫۴۳	۹٫۸۵	۱۲۵٫۳۲	۲۶٫۹	۸٫۴۴	۷۱٫۹۵	۹٫۱۴	۲۷٫۴۳	۱۸٫۵۸	۸٫۴	۲۸٫۱۱	۵۰٫۶۵	۷٫۴۶
V	۱۲٫۷۸	۵۸٫۰۱	۷٫۰۲	۷۱٫۴۴	۱۵۵٫۴	۴٫۲۵	۹۲٫۹۲	۱۸۲٫۵	۵۳٫۴۸	۲٫۸۸	۳٫۳۷	۱۹۶٫۶۵	۹۷٫۲۴	۳٫۸۷
Ta	۰٫۱۳	۰٫۲۱	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۱	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۱	۰٫۱۵	۰٫۳۳
Th	۱۱٫۳	۱۹٫۴۴	۳۲٫۱۹	۲۰٫۰۶	۵٫۷۷	۳٫۹۶	۱۷٫۲۳	۴٫۶۱	۱۵٫۶۹	۴٫۳۳	۵٫۴۲	۰٫۹۹	۳٫۶۲	۶٫۵۵
Nb	۷٫۵۶	۱۲٫۷۸	۹٫۸۵	۱۴٫۲۲	۸٫۷۹	۱۴٫۴	۱۵٫۳۱	۸٫۷۴	۱۵٫۲۷	۱۳٫۸۱	۱۴٫۷۷	۴٫۰۶	۱۰٫۵۶	۱۴٫۶۳
Y	۴۵٫۸۹	۱۷٫۰۸	۱۰٫۷۲	۱۶٫۷۶	۲۴٫۶۲	۵٫۵۹	۲۱٫۹۴	۲۰٫۸۳	۱۵٫۰۶	۶٫۰۳	۵٫۲۳	۱۳٫۶۱	۱۲٫۸۳	۵٫۹۶
Sm	۹٫۲۱	۴٫۸۸	۲٫۹۹	۵٫۸۷	۵٫۲۳	۱٫۴۳	۶٫۲۶	۵٫۳۱	۴٫۴۵	۱٫۲۲	۱٫۳۶	۴٫۱۱	۵٫۰۵	۲٫۰۴
Sc	۷٫۰۸	۸٫۹۸	۱٫۸۴	۱۱٫۰۹	۲۰٫۵	۱٫۳	۱۲٫۴۴	۲۸٫۷۷	۶٫۳۳	۱٫۸۴	۲٫۰۶	۳۷٫۳۷	۲۰٫۵۵	۲٫۲۲
Tm	۰٫۷	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۳۲	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۳۴	۰٫۱۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۲۴	۰٫۱۶	۰٫۱۱
U	۱٫۱۸	۳٫۲۹	۶٫۶	۴٫۴۹	۱٫۰۱	۲٫۶۷	۴٫۳	۱	۴٫۴۵	۲٫۴۹	۲۸۳	۰٫۷۸	۱٫۳۳	۴٫۶۲
La	۱۱٫۷۲	۱۹٫۰۱	۱۵٫۰۸	۲۰٫۹۶	۱۲٫۵۹	۹٫۴۸	۱۹٫۹۳	۱۴٫۱۶	۱۵٫۹۳	۲٫۴۱	۳٫۰۴	۵٫۳	۱۳٫۹۱	۴٫۵۶
Ce	۸۵٫۸۶	۱۰۱٫۵۱	۴۷٫۶۷	۱۰۹٫۲۱	۶۷٫۶۲	۳۱٫۰۹	۱۱۱٫۰۳	۷۰٫۴۸	۸۸٫۶۴	۱۳٫۰۲	۱۵٫۲۹	۳۷٫۸۸	۷۹٫۰۸	۲۵٫۳۷
Pr	۱۵٫۹۷	۱۵٫۴۱	۱۰٫۱۷	۱۶٫۴۴	۱۰٫۵۴	۳٫۹۸	۱۶٫۵۵	۱۱٫۲۴	۱۲٫۵۸	۲٫۲۲	۲٫۶۲	۶٫۵۷	۱۲٫۵۳	۱٫۴
Nd	۶۱٫۷۹	۵۹٫۰۱	۴۰٫۵۱	۶۶	۴۴٫۰۹	۱۷٫۰۴	۶۸٫۶۹	۴۵٫۸۴	۵۱٫۱۹	۸٫۵	۱۰٫۱۶	۳۰٫۲۷	۵۰٫۲	۱۶٫۶۳
Sn	۱	۱٫۲۱	۱	۱٫۹۹	۱	۱٫۳۶	۱٫۸۸	۱	۲٫۰۹	۱٫۸۵	۱٫۳۴	۱	۱	۱٫۲۷
Eu	۵٫۰۶	۱٫۴۶	۱٫۲۶	۱٫۶۹	۲٫۰۳	۰٫۴۹	۱٫۹۸	۲٫۲۱	۱٫۳۴	۰٫۴۲	۰٫۳۸	۱٫۶۶	۱٫۳۶	۰٫۶
Tb	۱٫۳۱	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵۴	۰٫۵۶	۰٫۲۲	۰٫۶۱	۰٫۶۲	۰٫۵۴	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۵	۰٫۴۶	۰٫۲۵
Dy	۷٫۹۹	۲٫۴۸	۱٫۸۲	۲٫۷۷	۳٫۱	۱٫۱۱	۳٫۲۸	۳٫۷۴	۲٫۳۳	۰٫۸۹	۰٫۹	۲٫۶۲	۲٫۴۴	۱٫۱۷
Er	۰٫۹۶	۰٫۷۹	۰٫۳۳	۱٫۱۴	۱٫۲	۰٫۳۱	۱٫۰۴	۱٫۵۱	۰٫۷۲	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۲٫۴۴	۱٫۱۹	۰٫۵۵
Yb	۶٫۹۸	۳٫۴۷	۱٫۹	۳٫۶۶	۶٫۰۵	۱	۴٫۴۹	۵٫۹۳	۳٫۰۲	۱٫۰۳	۱	۵٫۱۹	۳٫۶۸	۰٫۷۴
Zn	۱۹٫۷۷	۴۱٫۶	۱۵٫۲	۴۳٫۳۴	۶۱٫۲۳	۵۳٫۸	۵۰٫۰۴	۷۲٫۶۶	۳۷٫۶۹	۸۶٫۵۴	۳۸٫۱۴	۷۴٫۷۳	۶۵٫۵۵	۴۱٫۵۱
Lu	۰٫۵۶	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۱	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۱۵	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۱

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.4.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.315]



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از توده‌های مورد بررسی (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ [۲۵] با تغییرات).



شکل۲ الف) واحد افیولیتی خُرد شده در کنار واحد گرانیتی، ب) واحدهای فلیشی (ائوسن) با ترکیب غالب شیل و ماسه سنگ (دید عکس به سمت شمال غرب)، پ) واحدگرانیتوئیدی (بخش سفید رنگ) در کنار واحدهای آهکی و ت) نمایی از برونبوم‌های موجود در گرانیتوئید حصاروئیه.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.4.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.315]



شکل ۳ الف) کانی‌های موجود در گرانیت‌های حصاروئیه: درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز (Pl) همراه با ماکل چندریخت بلورهای بیشکل کوارتز (Qz)، درشت بلورهای فلدسپات قلیایی (ارتوز، Kfs)، ب) بیوتیت (Bt) و اسفن (spn) در گرانیت‌ها، پ) کانی‌های موجود در گرانودیوریت‌ها: پلاژیوکلاز (Pl) شکل‌دار و دارای ماکل، بلورهای بی شکل کوارتز (Qz)، بیوتیت‌های (Bt) نیمه شکل‌دار و داری رخ واضح، ت) کانی‌های موجود در دیوریت‌های حصاروئیه، پلاژیوکلاز (Pl) با ماکل چندریخت و کانی‌های هورنبلند (Hbl) (تصاویر الف، پ و ت در نور قطبیده متقاطع و تصویر ب در نور قطبیده طبیعی با بزرگنمایی 40X تهیه شده‌اند).

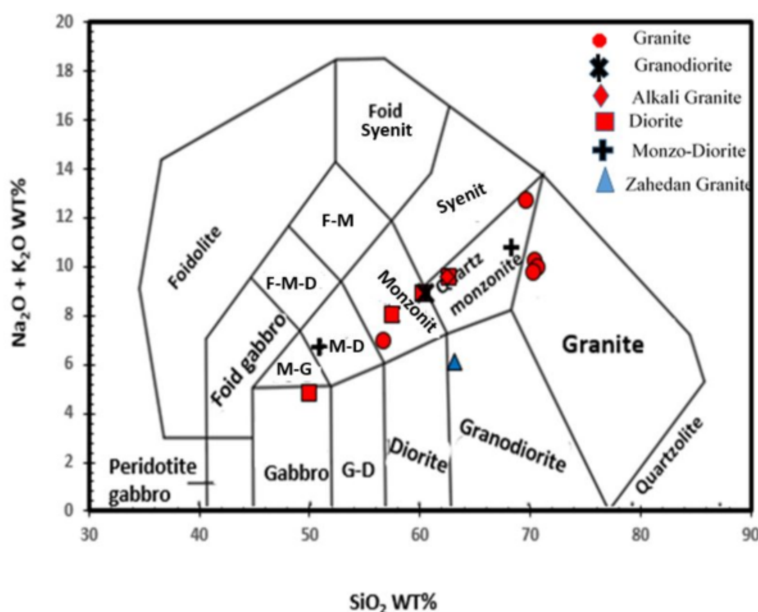
گرانودیوریت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن، دانه متوسط و در مقاطع میکروسکوپی دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، هورنبلند، بیوتیت و مسکوویت (کانی ثانویه) هستند. پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی) به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل دار، غیر شفاف و دارای ماکل چندریخت هستند. در برخی نمونه‌ها، درشت بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت تجزیه شده‌اند و با اندازه تا ۲/۵ میلیمتر در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی) به‌صورت بلورهای نیمه شکل‌دار در اندازه‌های ۱ تا ۲ میلیمتر در بین سایر کانی‌های گرانودیوریت‌ها است. بیوتیت (۱۰تا ۱۵ درصد حجمی)، به صورت صفحه‌ای تا بی شکل در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلیمتر و با چند رنگی قهوه‌ای با یک دسته رخ در راستای طولی دیده می‌شود (شکل ۳ پ). مسکوویت که یک کانی ثانویه است با شکل‌های کشیده، خاموشی مستقیم، بی‌رنگ با یک راستای رخ و در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۵ میلیمتر در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود.

دیوریت ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری، با بافت دانه‌ای و در مقاطع میکروسکوپی بیشتر دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند. پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی) به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و دارای ماکل چندریخت به همراه منطقه‌بندی و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۲ میلیمتر دیده می‌شود (شکل ۳ ت). هورنبلند: (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی) نیز به صورت کشیده، بی‌شکل تا شکل‌دار در مقاطع طولی و به‌صورت بی‌شکل تا شش‌وجهی در مقاطع عرضی و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۱ میلیمتر وجود دارد (شکل ۳ ت).

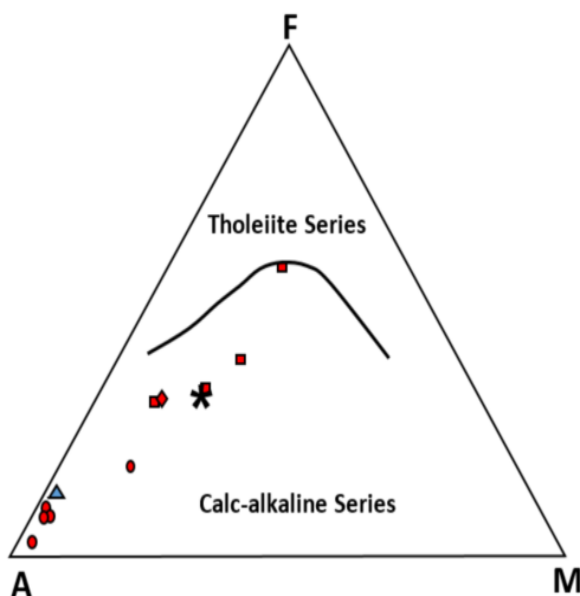
زمین شیمی

در نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین [۲۶]، سنگ‌های سازنده کوه گرانیتوئیدی حصاروئیه بیشتر در گستره‌های

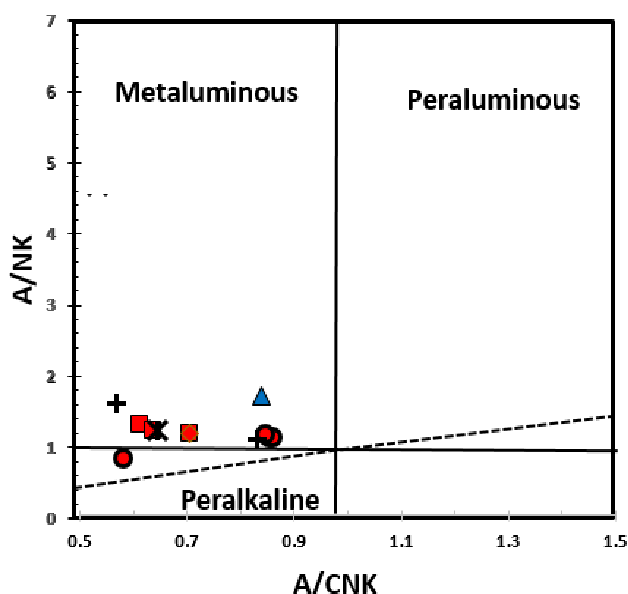
گرانیت و مونزونیت (شکل ۴) قرار دارند. این سنگ‌ها در نمودار (AFM) در سری آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵). براساس نمودار شاخص آلومینیم [۱۱]، نمونه‌های مورد بررسی متاآلومین هستند (شکل ۶). در همه نمودارهای هارکرعناصر اصلی (شکل ۷ الف) و عناصر فرعی (شکل ۷ ب) به علت پیوسته بودن ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، عناصر اصلی روند پیوسته و نزدیک به هم را نشان می‌دهند که به دلیل گستره کم تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی است. روند پیوسته تغییرات اکسیدهای اصلی را می‌توان شاهدی بر دگرگونی‌های شیمیایی ماگما در نظر گرفت. در واقع، میانگین این تغییرات روند دگرگونی بخش‌های مختلف ماگما را نشان می‌دهد [۲۷].



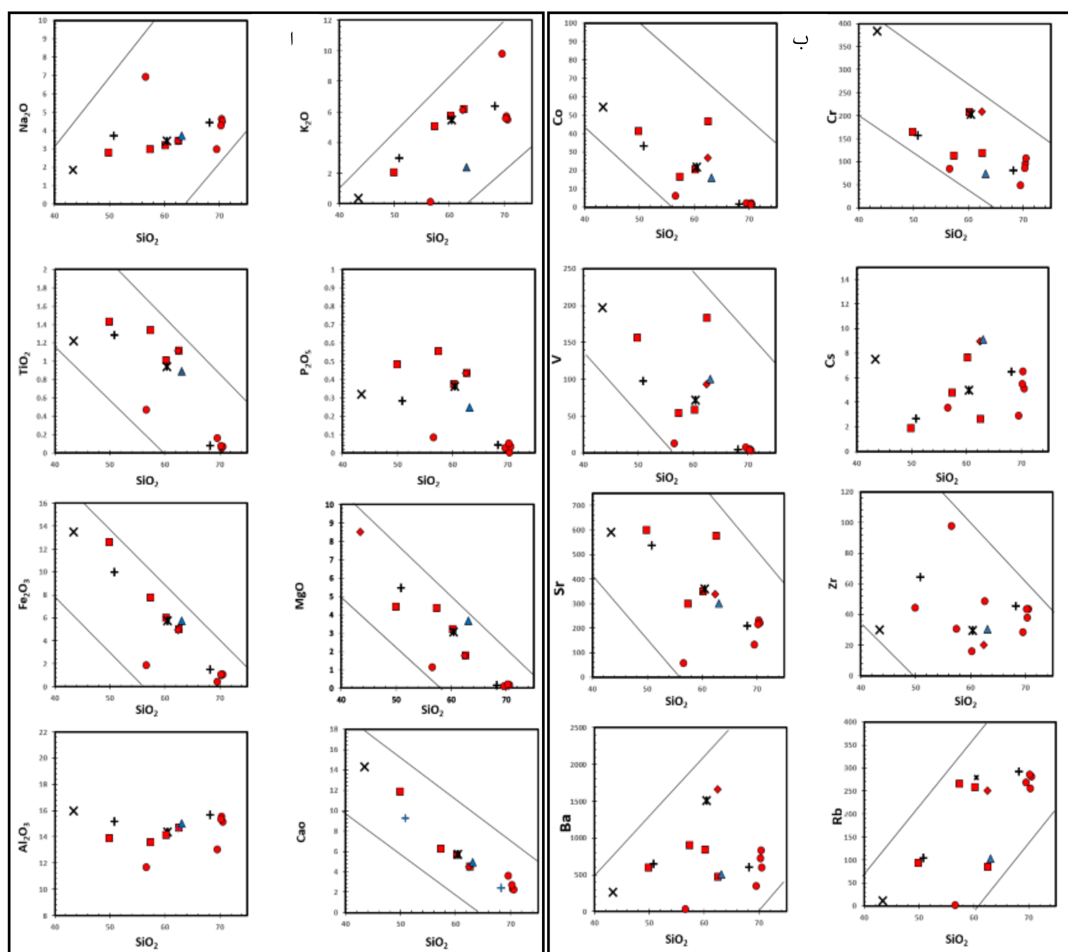
شکل ۴ نمودار مرجع [۲۶] که براساس آن موقعیت سنگ‌های مورد به طور کلی در گستره‌های گرانیت تا دیوریت واقع هستند (G: گابرو، D: دیوریت، M: مونزو، چین). میانگین ترکیب باتولیت زاهدان از داده های مرجع [۷] است.



شکل ۵ نمودار AFM که براساس آن نمونه‌های حصاروئیه و گرانیت زاهدان در سری ماگمایی آهکی قلیایی قرار دارند. نشانه ها مشابه شکل ۴ هستند.

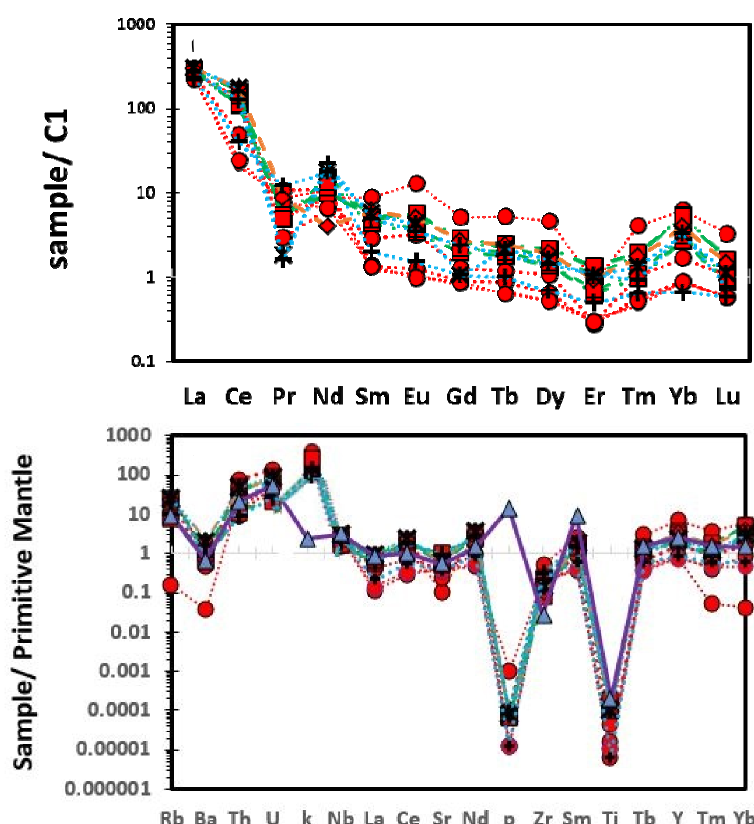


شکل ۶ موقعیت نمونه‌های سنگی حصاروئیه بر روی نمودار شاخص آلومینیوم [۱۱]، نمونه‌ها در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرند ($A/CNK: Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$, $A/NK: Al_2O_3 / (Na_2O+K_2O)$) ، نشانه‌ها مشابه شکل ۴ می‌باشد.

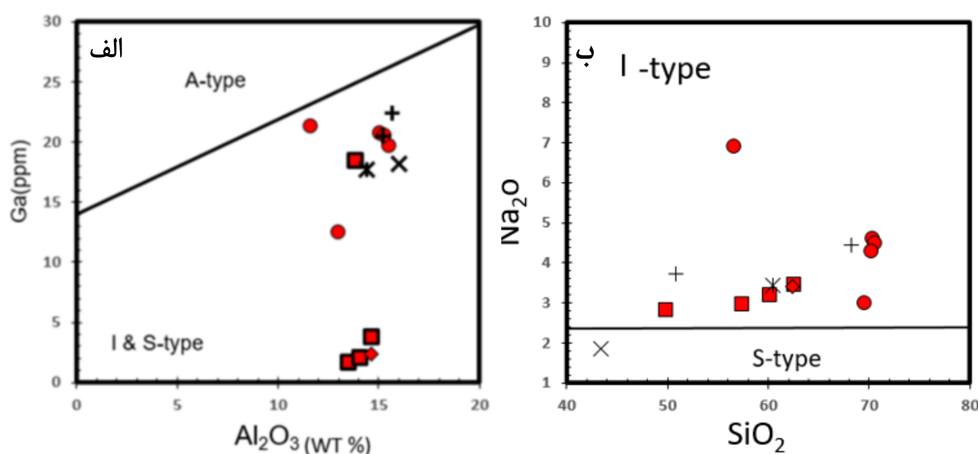


شکل ۷ نمودارهای هارکر الف) اکسیدهای عناصر اصلی و ب) اکسیدهای عناصر فرعی برای سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه حصاروئیه، نشانه‌ها مشابه شکل ۴ هستند.

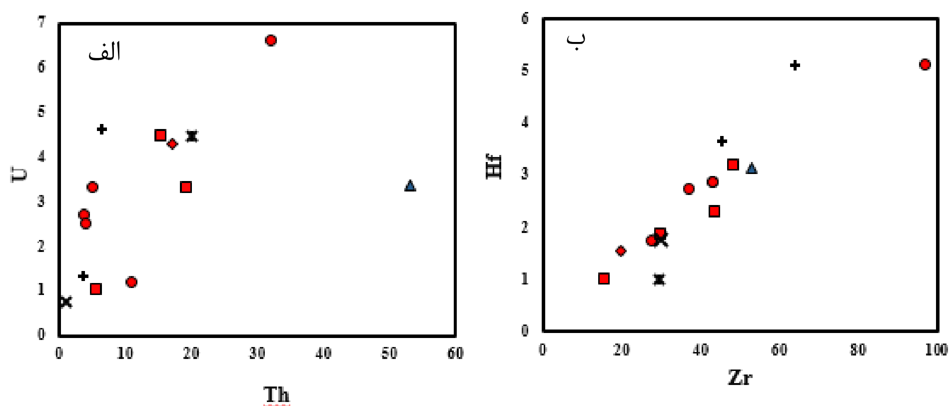
الگوی عناصر خاکی نادر نمونه‌ها بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۸] (شکل ۸ الف) نشان از غنی شدگی نسبی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دارد. این‌ها از ویژگی‌های بارز ماگماهای آهکی قلیایی است [۲۹]. ناهنجاری Eu به گریزندگی اکسیژن و جدایش پلاژیوکلاز بستگی دارد [۳۰]. عنصر Eu در برخی نمونه‌ها دارای ناهنجاری مثبت ضعیفی بوده که به احتمال بسیار ناشی از خروج یا افزایش این عنصر به وسیله پلاژیوکلاز در فازهای پیشین تبلور است. در نمودارعناصر فرعی نمونه‌های گرانیتوئید حصاروئیه بهنجار شده نسبت به گوشته اوّلیه [۲۸] (شکل ۸ ب)، ناهنجاری منفی در عناصر Ti و P دیده می‌شود. تهی‌شدگی این عناصر از ویژگی‌های بارز قوس‌های وابسته به فرورانش کرانه قاره است [۳۱-۳۳]. البته، برخی این تهی‌شدگی‌ها را به فرآیندهای تهی‌شدگی پیشین در سنگ‌های گوشته نیز نسبت داده‌اند [۳۴-۳۶]. مقدار پایین Ti بیانگر باقی ماندن این عنصر در خاستگاه، طی ذوب و همچنین حضور فازهای دیگر دربردارنده این عنصر (مانند روتیل، ایلیمنیت، آمفیبول پاراگازیتی تیتان‌دار، اسفن و آپاتیت) در پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده است [۳۸،۳۷]. در نمودار Ga نسبت به SiO_2 [۳۸] برای تفکیک گرانیتوئیدها، نمونه‌های منطقه مورد بررسی در گستره I و S قرار دارند (شکل ۹ الف). بر اساس نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 [۳۹]، (شکل ۹ ب) نمونه‌ها در گستره‌ی I قرار می‌گیرند. برای بررسی روابط خویشاوندی نمونه‌های منطقه از نمودارهای Hf نسبت به Zr و U در مقابل Th استفاده شد (شکل ۱۰). تغییرات این عناصر در نمونه‌ها دارای روند خطی صعودی عبوری از مبدأ مختصات هستند که نشان دهنده فرایند تبلور جدایشی است [۴۰]. از این رو، به نظر فرآیند تبلور جدایشی در دگرگونی ماگمایی منطقه نقش داشته است. در نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتوئیدی براساس عناصر کمیاب (Y، Nb و Rb) [۴۱]. سنگ‌های منطقه در گستره‌ی کمربند آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) و همزمان با برخورد (SYN- COLO) قرار دارند (شکل ۱۱).



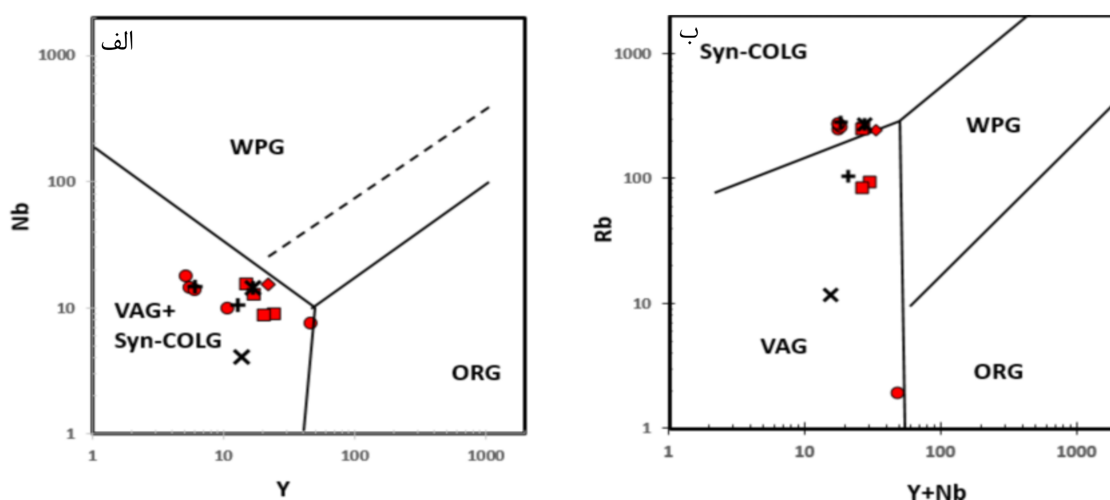
شکل ۸ نمودارهای عنکبوتی الف) عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۸] و ب) عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به گوشته اوّلیه [۲۸] برای نمونه‌های گرانیتوئید حصاروئیه نشانه‌ها مشابه شکل ۴ هستند.



شکل ۹ موقعیت نمونه‌های گرانیت حصاروئیه در الف) نمودار مرجع [۳۸]، همه نمونه‌ها در گستره نوع I و S قرار دارند و ب) نمودار مرجع [۳۹] که نمونه‌ها در گستره نوع I و تنها یک نمونه در گستره S قرار دارند. نشانه ها مشابه شکل ۴ هستند.



شکل ۱۰ الف) نمودار عناصر Hf نسبت به Zr و ب) نمودار U نسبت به Th. روند خطی و مثبت تغییرات این عناصر نشان دهنده نقش فرآیند تبلور جدایشی در سنگ‌های منطقه است. نشانه‌ها مشابه شکل ۴ هستند.

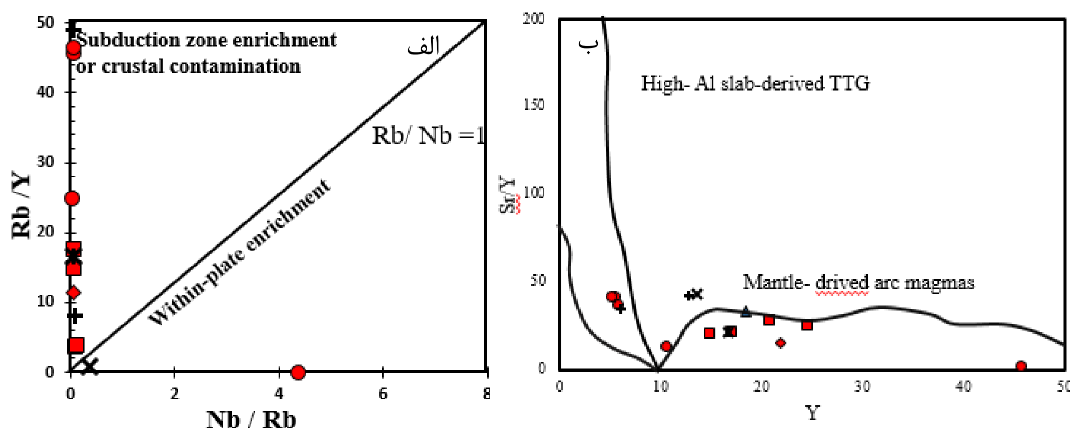


شکل ۱۱ الف) نمودار Nb-Y و ب) نمودار Rb - (Y+Nb) [۴۱] که براساس آنها، سنگ‌های مورد بررسی در کمربندهای آتشفشانی پهنه فرورانش و همزمان با برخورد قاره‌ای قـرار دارنـد. (ORG : گرانیـت‌هـای پهنـه گسـترش اقیانوسـی، SYN- COLO: گرانیـت‌هـای همزمـان بـا برخـورد، WPG : گرانیت‌های کمربندهای درون صفحه‌ای، VAG: گرانیتوئیدهای کمربندهای آتشفشانی پهنه فرورانش) نشانه‌ها مشابه شکل ۴ هستند.

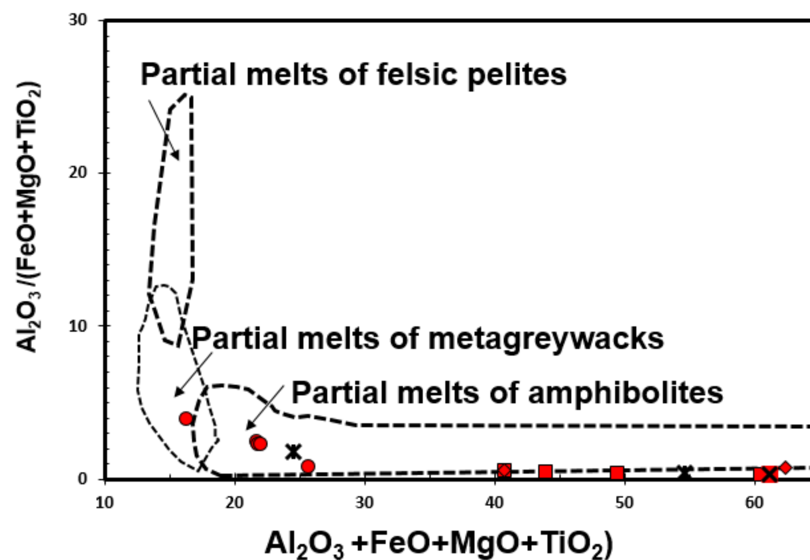
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.4.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.315]

بحث

طبق شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی، سنگ‌های گرانیتی کوه حصاروئیه از نوع I و وابسته به محیط‌های فروانشی هستند. گرانیت‌ها بیشتر دارای خاستگاه پوسته‌ای و یا گوشته‌ای هستند. برای تفکیک خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای می‌توان از نسبت عناصر خاکی نادر استفاده کرد که برای Nb/Ce و Nb/La به ترتیب در گوشته ۰٫۳۹ و ۱٫۰۱ [۴۲] و در پوسته ۰٫۲۳ و ۰٫۴۶ [۴۳] است. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La برای نمونه‌های گرانیتوئیدی حصاروئیه به ترتیب ۰٫۳۷ و ۰٫۹۸ است که به مقادیر گوشته‌ای نزدیکتر هستند. براساس نمودار Nb/Rb نسبت به Rb/Y که برای تشخیص غنی شدگی به وسیله سیال‌ها در پهنه فروانش و آلایش پوسته‌ای استفاده می‌شود [۴۴]. (شکل ۱۲ الف)، نمونه‌های گرانیتوئیدی حصاروئیه در پهنه‌های فروانشی و یا با اثر آلایش پوسته‌ای ایجاد شده‌اند. از داده‌های زمین شیمیایی عناصر کمیاب Sr و Y می‌توان برای تعیین خاستگاه سنگ‌های آذرین استفاده کرد. نمونه‌های سنگی منطقه مورد بررسی بر پایه نمودار تغییرات Sr/Y نسبت به Y [۴۵]، در گستره ماگماهایی با خاستگاه گوشته‌ای و به مقدار کم پوسته‌ای قرار دارند، (شکل ۱۲ب). در نظام‌های قوسی‌قاره‌ای، ماگمای گوشته‌ای و یا ماگمای برآمده از مذاب ورقه اقیانوسی در حال فروانش اگر توسط سیال‌ها غنی‌سازی شود و یا در اثر آلایش پوسته‌ای ترکیب آن تغییر کند، می‌تواند سنگ‌هایی با ترکیب دیوریت،گرانودیوریت و گرانیت ایجاد کند که به مدل AFC معروف است [۴۶]. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که ماگماهای متاآلومین از ذوب‌بخشی منابع غنی از آمفیبولیت ایجاد می‌شوند [۴۷]. برای تعیین با خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه بر پایه اکسیدهای اصلی از نمودار $Al_2O_3/FeOt+MgO+TiO_2$ نسبت به $Al_2O_3+FeOt+MgO+TiO_2$ [۴۸] استفاده شده است، این نمودار که نشان دهنده مذاب‌های لوکوگرانیت پرآلومین، رسی، ماسه سنگ تیره و مذاب‌های برآمده از ذوب آمفیبولیت است، ماگمایی با خاستگاه آمفیبولیتی ترکیبی شبیه به ماگماهای برآمده از ذوب پوسته اقیانوسی در حال فروانش و یا ناشی از ذوب سنگ‌های بازی دارد. ماگماهای با خاستگاه لوکوگرانیت پرآلومین و ماسه سنگ تیره ترکیبی شبیه به ماگماهای برآمده از ذوب رسوب‌های آواری و رس‌ها و یا شبیه به ماگمای ناشی از ذوب پوسته قاره‌ای (پوسته زیرین) را از خود نشان می‌دهند. بر اساس این نمودار، (شکل ۱۳) سنگ‌های منطقه دارای خاستگاه آمفیبولیتی هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی حصاروئیه نشان از وابستگی آن‌ها به پهنه‌های فروانش دارد که به نظر در اثر بالا آمدن مذاب‌های باقی مانده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس طی برخورد قطعه لوت به قطعه سیستان و نظام‌های زمین‌ساختی پس از آن به وجود آمده‌اند سرانجام ماگمای سازنده این سنگ‌ها با خاستگاه آمفیبولیت ناشی از ذوب و تبلور جدایشی ماگمای برآمده از پوسته اقیانوسی نئوتتیس ایجاد شده است.



شکل ۱۲ موقعیت نمونه‌های سنگی حصاروئیه در الف) نمودار Nb/Rb نسبت به Rb/Y [۴۴] و ب) نمودار Y نسبت به Sr/Y [۴۵]. نشانه‌ها مشابه شکل ۴ هستند.



شکل ۱۳ گستره‌های ترکیبی مذاب‌های ناشی از ذوب‌بخشی ورقه‌های فلسی، ماسه سنگ‌های تیره دگرگونه و آمفیبولیت‌ها [۴۸] که نمونه‌های گرانیتوئید حصاروئیه در گستره آمفیبولیت قرار دارند، نشانه‌ها مشابه شکل ۴ هستند.

برداشت

توده گرانیتوئیدی حصاروئیه از نظر سنگ‌شناسی، ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت دارد. از نظر کانی‌شناسی، گرانیت و گرانودیوریت‌ها بیشتر از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و هورنبلند و دیوریت‌ها بیشتر از پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت دانه‌ای هستند. این توده درون فلیش‌های ائوسن برونزد یافته و توسط مجموعه‌ای از دایک‌های با ترکیب دیوریتی قطع شده است. سنگ‌های گرانیتوئیدی حصاروئیه از نوع I و وابسته به مناطق فرورانشی کرانه‌ی قاره‌ای هستند. آن‌ها از نظر درجه اشباع از آلومینیم در گروه متاآلومین قرار دارند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین شیمی عناصر اصلی و کمیاب، می‌توان گفت که سنگ‌های گرانیتوئیدی حصاروئیه از سری ماگمایی آهکی قلیایی هستند و به احتمال بسیار جدایش ماگمایی سازوکار اصلی تشکیل سنگ‌های منطقه بوده است. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La به ترتیب با مقدار ۰٫۳۷ و ۰٫۹۸ نشانگر نقش گوشته در تکامل سنگ‌های گرانیتی حصاروئیه است. بررسی‌های زمین شیمیایی و زمین ساختی ماگمایی نشان می‌دهد که تشکیل آن‌ها به احتمال بسیار وابسته به فرونشینی پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس و برخورد قطعه‌های لوت و سیستان است.

قدردانی

نگارندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان به خاطر حمایت‌های مالی و معنوی و داوران گرامی که برای بررسی این نوشتار، کمال تشکر را دارند.

مراجع

[1] Lameyre J., Bowden P., *"Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks"*, Journal of volcanology and geothermal research, 14(1982), 169.

[2] Barbarin B., *"A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments"*, Lithos, 46(1999), 605– 626.

[3] Martin H., *"The mechanisms of petrogenesis of the Archaean comparison with modern processes"*, Lithos, 30(1993)373-388.

[4] Pitcher W.S., *"The nature and origin of granite"*, Chapman and Hall. (1983), 377pp.

[5] Debon F., Lefort P., *"A chemical mineralogical classification of common plutonic rock and*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.4.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.315]

[17] Boomeri M., Lashkaripour G., Gargich M., *"F and Cl in biotites from Zahedan granitic rocks"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 13(2005), 80-94(in Persian).

[18] Rezaei Kahakhaee M., *"Investigation of Petrogenesis and Tectonics Setting of Lakhshak Granitoid",* MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, (2006), (in Persian).

[19] Kananian A., Rezaei Kahkhaee M., Ismaili M. *"Geology and Tectonic setting of Lahkhashk, granodiorite, northwest of Zahedan, Iran"*, Journal of Earth Sciences, 65(2006),126 - 143. (in Persian).

[20] Sadeghian M., Valizadeh M., *"Mechanism of replacement Northern part of Zahedan Granitoid",* Earth Sciences Quarterly. 66(2007),134 - 159 (in Persian).

[21] Kashtagar SH., Nazari M., *"Investigating deformation fabric and replacement mechanism of granites at the Northwest Zahedan (Kuh-e-Zargoli)",* Journal of Applied Geology. (2007),129. (in Persian).

[22] Ghasemi H., Sadeghian M., Kord M., Khanalizadeh A., *"Investigating mechanism and formation Zahedan granitoids in southeastern Iran",* Earth Sciences Quarterly. 551(2008), 570-578. (in Persian).

[23] Saravani F., Rezaii M., *"Investigation of mineral chemistry in Zargloli granitoid. MSc thesis, University of Tehran",* Tehran, Iran, (2011) , (in Persian).

[24] Mohammadi A.M., Burg J. P., Bouilhol P., Ruh J., *"U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, Southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone",* Lithos. 248 (2016), 293–308.

[25] Behrouzi A., *"Geological map of Zahedan quadrangle (1:100000)",* Geological Survey of Iran, (1993).

[26] Middlemost E. A. K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Science Reviews 37(1994), 215–224.

association", R. Soc. Edinb., Trans., 73(1983),135-149.

[6] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C. D., *"A Geochemical classification for granite rocks"*, Journal of Petrology, (2001),2033-204.

[7] Chappell B. W., White A. J. R., *"Two contrasting granite type"*, Pacific Geology, 8 (1974), 173-174.

[8] Clarke D. B., *"Granitoid rocks",* London, Chapman and Hall Publication, (1992), 289pp.

[9] Schermaier A., Hauns Chmind B., Finger F., *"Distribution of Variscan I and S-type granites in the eastern Alps: possible clue to unravel pre-Alpian basement structure"*, Tectonophysics, 272(1997),315-333.

[10] Healy B., Collins W.J., Richards S.W., *"A hybrid origin for Lachlan S-type granites: The Murrmbidgee Batholith example",* Lithos, 78(2004),197-216.

[11] Shand S.J., *"The Eruptive Rocks",* 2nd edn. New York: John Wiley, (1943), 444pp.

[12] Rezaei Kahakhaee M., Ali Musa M., Ghasemi M., *"Determination of Physical Conditions of Crystallization in Lahkhash Granodiorite and Its Dykes",* Iranian journal of crystallography and mineralogy. 2 (2017) 311-328.

[13] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., *"The Sistan Suture Zone of eastern Iran".* Geological Society of America Bulletin 94(1983), 134-150.

[14] Hosseini M. R., *"Petrology and geochemistry of granitoids in southwest of Zahedan, MSc thesis, University of Tehran"*, Tehran, Iran, (2002) , (in Persian).

[15] Sadeghian M., *"Magmatism, metallurgy and replacement mechanism of Zahedan granitoid, Ph.D. thesis, University of Tehran",* Tehran, Iran, (2004) (in Persian).

[16] Kashtagar SH., *"Petrology, geochemistry and structural analysis of Zargoli granites. MSc thesis, University of Tehran",* Tehran, Iran, (2004), (in Persian).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.4.3]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.315]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.4.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.315]

[27] Rollinson H., *"Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation".* Longman, London, (1993), 352.

[28] Thompson R. N., *"Magmatism of the British Tertiary volcanic province"*, Scottish Journal of Geology 18(1982), 49-107.

[29] Gill J. B., *"Orogenic andesites and plate tectonics"*, Berlin, Springer, (1981), 412pp.

[30] Wilson M., *"Igneous petrogenesis",* Unwin and Hyman, London. (1989), 466pp.

[31] Castillo P. R., Rigby S. J., Solidum R. U., *"Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines"*, Lithos, 9(2006): 271-288.

[32] Khan M. A., Jan Q. M., Weaver B. L., "*Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra arc rift stages. In: Treloar, P.J., Searle, M.P .(Eds.), Himalayan Tectonics"*, Geological Society London, 74(1993) 123–128.

[33] Hawkesworth C. J., Hergt J. M., Ellam R. M., Mc Dermott F., *"Element fluxes associated with subduction related magmatism"*, Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 335(1991)393-405.

[34] Woodhead J., Eggins S., Gamble J., *"High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge"*, Earth and Planetary Science Letters 114, (1993) 491-504.

[35] Gust D. A., Arculus R. A., Kersting A. B., *"Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc"*, The Canadian Mineralogist 35 (1977) 347-365.

[36] Keppler H., *"Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. Nature"*, 380(1996)237-240

[37] Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W., *"Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29(1986), 293-310.

[38] Collins W. Y., Beams S. D., White A. J. R., Chappel B. W., *"Nature and origin of A-type granites with particular refrence to sotheastern Australia",* Contributions to Mineralogy and Petrology, (1982), 189-200.

[39] Chappell B. W., White A. J. R., *"I- and S-type granites in the Lachlan Fold belt"*, Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83 (1992) 1-26.

[40] Rogers G., Hawkeswort C. j., *"A geochemical traverse across the north Chilean Andes: evidence for crust generation from mantle wedge",* Earth and planetary Science Letters. 91(1984), 271-285.

[41] Pearce J. A., Kempton P. D., Nowell G. M., Noble S. R., *"Hf-Nd elements and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc basin systems"*, Journal of Petrology. 40(1999)1579-1611.

[42] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, magmatism in ocean basins"*, Geological Society of London, special publication, 42(1989) 313-345.

[43] Weaver B. L., Tarney J., *"Empirical approach to estimating the composition of the continental crust"*, Nature. 310(1984)575-577.

[44] Temel A., Gondogdu M.N., *"Petrological and Geochemical characteristics of Cenozoic High-K calcalkaline volcanism in Konga, Central Anatolia, Turkey",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1998) 357-377.

[45] Martin H., *"Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids"*, Lithos 46(1999) 411-429.

[46] De Paolo D., *"JTrace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization"*, Earth Planetary Science Letters, 53 (1981)189-202.

[47] Whitney J., *"A Origin and evolution of silicic magmas"*, Reviews in Economic Geology, 4(1989)183-203.

isotopes and possible link to Subduction- related origin of some A-type granites", Chemical Geology, 274(2010) 94-107.

[48] Magna T., Janousek V., Kohot M., Oberli F., Wiechert U., *"Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from Variscan belt with lithium*